

## *Глава 6*

### **ОСОБЕННОСТИ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЯ В КАСПИЙСКОМ МОРЕ**

Карбонатонакопление является характерной чертой седиментогенеза Каспийского моря. Внутриконтинентальное положение, своеобразие гидрохимического и гидробиологического режима, аридный климат делают его интересным объектом по выяснению особенностей и закономерностей современного карбонатообразования. Процессы карбонатонакопления, распределение генетических типов и морфологических разновидностей карбонатов в донных отложениях рассмотрены в работах ряда авторов [Арутюнова, 1957; Бруевич, 1946; Кленова, Ястребова, 1956; Сорокин и др., 1984; Страхов, 1951; Хрусталев, 1978; Хрусталев и др., 1981; Штернберг и др., 1975; и др.].

**Морфологические и генетические типы карбонатов.** Каспийское море характеризуется чрезвычайным разнообразием генетических типов и морфологических разновидностей карбонатов. В донных отложениях встречаются карбонаты хемогенного (сингенетического и диагенетического), терригенного, биогенного и фитогенного происхождения. Это пелитоморфные и мелкокристаллические разновидности, карбонатно-глинистые образования, оолиты и корки, раковины моллюсков и их детрит, гирогониты характер. Минералогически карбонаты представлены кальцитом, доломитом и арагонитом.

В каспийских осадках зафиксирован кальцит двух типов. Первый, терригенный низкомагнезиальный, характеризуется межплоскостным расстоянием  $d/n = 3,033\text{--}3,028 \text{ \AA}$ , что говорит о малой примеси  $\text{MgCO}_3$ , колеблющейся от 1 до 2% мол. [Goldsmith, 1956; Goldsmith, Graf, 1958]. Встречается низкомагнезиальный кальцит в различных литологических типах осадков Каспийского моря, тяготея к крупным алевритам и мелкоалевритовым илам. Кальцит этого типа представлен обломками неправильной формы размером иногда до 5 мм, а также лепешковидными образованиями величиной 0,03–0,08 мм. Зерна кальцита обычно средне и хорошо окатаны, что указывает на терригенное происхождение. Поступают они на акваторию водоема в основном с речным и эоловым наносами.

Второй тип – пелитоморфный магнезиальный кальцит с  $d/n = 3,022\text{--}2,990 \text{ \AA}$ , что отвечает содержанию  $\text{MgCO}_3$  от 2 до 15% мол. [Goldsmith, 1956; Goldsmith, Graf, 1958]. Морфологически пелитоморфный кальцит представлен мельчайшими зернами размером немногим более 0,001 мм, диффузно рассеянными в терригенном материале. К этому типу карбонатов следует отнести также удлиненные кристаллические индивидуумы и их сростки размером по длиной оси до 0,01–0,02 мм. Пелитоморфные разновидности (или микркиты) – это типично хемогенные образования, характерные для седиментогенеза во внутренних морях аридной зоны [Хрусталев, 1978; Хрусталев и др., 1981; Сорокин и др., 1984]. Микркиты широко распространены в осадках Каспийского моря.

Обычно пелитоморфный и мелкокристаллический кальцит во взвеси и зонных отложениях Каспийского моря встречается в виде карбонатоглинистых агрегатов, характерных для внутренних слабоминерализованных морей аридной зоны [Хрусталев, 1986]. Образование их связано с процессами коагуляции коллоидных минералов и кальцита при смешении речных и морских вод. Этому способствует адсорбция ионов кальция и магния каолинитом и гидрослюдой. Форма карбонатоглинистых структур обычно округлая, под микроскопом характерны нечетко выраженные контуры. Размеры подобных образований могут достигать 0,2 мм, но, как правило, величина их редко превышает 0,03 мм.

Несомненно, к числу хемогенных образований следует отнести ромбоздры. В отличие от микркитов, являющихся результатом осаждения  $\text{CaCO}_3$  непосредственно в водной толще, происхождение ромбоздротов связано с процессом диагенеза, т.е. они выпадают из иловых растворов, пересыщенных карбонатами кальция и магния. На это указывает не только высокомагнезиальный состав кальцита, слагающего эту морфологическую разновидность, но и тяготение его к тонкозернистым осадкам – мелкоалевритовым и глинистым илам, хотя размер их достигает 0,08 мм.

Оолиты относятся к сингенетично-диагенетическим образованиям [Штеренберг и др., 1975]. Они широко развиты на акватории Каспийского моря в виде отдельных незначительных по площади скоплений, установлены почти на всех станциях шельфа, прилегающего к Апшеронскому полуострову, на Апшеронско-Красноводском мелководном валу. Наибольшие скопления оолитов приурочены к восточному шельфу, где они располагаются почти непрерывной полосой вдоль береговой линии, доходя до глубины 45–50 м [Штеренберг и др., 1975].

Часто оолиты встречаются и на границе между Северным и Средним Каспием. Размер их колеблется от 0,1 до 2,0 мм. Форма разнообразная, но в основном шаровидная и эллипсовидная. Отношение большего диаметра к меньшему в пределах 1,03–1,50. Поверхность блестящая, глянцеватая, несет на себе множество бороздок, мелких отверстий диаметром 0,01 мм. Цвет различный: желтый, коричневый, красный, серый, черный. По преобладанию оолитов той или иной окраски на акватории Северного Каспия можно выделить несколько участков. На западном, тяготеющем к банке Большая Жемчужная, преобладают оолиты светло- или желтовато-серого цвета. В пределах Кулалинской банки – центральный участок – развиты преимущественно черные разновидности с небольшой примесью желтых оолитов. К востоку черные оолиты постепенно исчезают и в прибрежной зоне западного побережья п-ова Тюб-Караган встречаются, как правило, оолиты желтой окраски. В Тюб-Караганском заливе преобладают темные разности.

По мнению О.С. Шульца [1962], темная окраска оолитов обусловлена присутствием органического вещества. Однако совместное нахождение в одной точке оолитов различного цвета и часто довольно резкая смена окраски на небольшой площади не позволяют считать органическое вещество определяющим фактором в формировании окраски оолитов. В пользу этого говорит тот факт, что преимущественно черные оолиты составляют электромагнитную часть осадка. По-видимому, окраска оолитов в большей степени зависит от форм и содержания железа, марганца.

Оолиты имеют сложное строение. У них выделяются ядро и внешняя оболочка. В сложении ядра участвуют зерна минералов, целые раковины гастропод, остракод, обломки раковин моллюсков и горных пород и т.д. Большинство оолитов Северного Каспия имеет ядра, сложенные раскристаллизованным кальцитом или карбонатом, по структуре мало отличным от концентров обрастания, несколько реже – обломками раковин и зернами кварца. Исключение составляют оолиты западного участка, где ядра почти на 100% представлены целыми створками гастропод, и северного берега п-ова Тюб-Караган, где в большинстве оолитов ядра не выражены.

Толщина оболочки оолитов непостоянна (0,1–1,5 мм). Для нее характерно зонально-концентрическое строение. Количество концентров обрастания колеблется от 1 до 13, но чаще всего их 2–6. Толщина также изменчива: от 0,02 до 0,2, в большинстве случаев 0,02–0,06 мм.

О вещественном составе оолитов можно судить по данным химического и рентгеноструктурного анализов. На рентгенограммах отчетливо прослеживаются пики, свидетельствующие о том, что оолиты в основном сложены кальцитом (рефлекс 3,030 Å) и частично доломитом (рефлекс 2,910 Å). По данным Л.Е. Штеренберга и др. [1975], кальцийсодержащий доломит

располагается только в ядрах оолитов. Во внешней оболочке отмечаются разные по составу и времени выделения карбонаты. Кальцит и низкомагнезиальный кальцит – основные компоненты оолитов – образуются на ранних стадиях. Более поздние по времени выделения карбонаты представлены высокомагнезиальным кальцитом.

Химический состав нерастворимого осадка, %:  $\text{SiO}_2$  – 39,5,  $\text{TiO}_2$  – 2,7,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 11,8,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{FeO}$  – 13,1, Mg – 0,07,  $\text{CaCO}_3$  – 2,1. Потери при прокаливании 21,0%. Спектральный анализ показал, что оставшиеся 9% представлены стронцием, барием. Содержание органического углерода в оолитах не превышает 0,05–0,06%.

В районе Аграханского мыса и к северу от него, а также на восточном шельфе наблюдается обрастание минералов карбонатами. Тяжелая фракция некоторых образцов почти полностью состоит из карбонатных шарообразных образований, в центре которых находятся зерна граната, эпидота, роговой обманки и других минералов. Явление нарастания фиксируется и на восточном шельфе Среднего Каспия. Интенсивность здесь менее значительна, а карбонатные образования обычны на зернах кварца. Различная степень нарастания карбонатов кальция и магния на минералах позволяет наметить стадийность в формировании карбонатных оболочек. Первоначально карбонатный материал заполняет дефекты в зернах, далее образуется тонкая кайма, частично обволакивающая минерал. И последняя стадия – полное обрастание. Являются ли эти образования зародышами оолитов или они прекращают свой рост на стадии первичного обрастания, остается неясным, так как в ядрах оолитов тяжелые минералы встречаются крайне редко.

Кроме того, в Каспийском море можно наблюдать корки цементации размером до 30 мм, состоящие из оолитов и раковин, скементированных карбонатным материалом. Обычно они представляют собой оолиты (с 2–3 концентрическими слоями), детрит или раковины, объединенные одной общей оболочкой, состоящей из высокомагнезиального кальцита. Участие в сложении внешней зоны разных по составу и времени выделения карбонатов, наличие, помимо одиночных, и сложно построенных оолитов свидетельствуют о влиянии диагенеза на их образование [Штеренберг и др., 1975]. В Мангышлакском заливе встречаются типичные корки цементации, детально описанные в работах С.В. Бруевича [1946] и других авторов. Отмечаются литификаты и в глубоководных впадинах. Встречаются они в глинисто-известковых илах в виде литифицированных фрагментов размером до 3 мм [Сорокин и др., 1984]. По мнению этих авторов, литификаты также образовались на стадии диагенеза в толще осадков.

Карбонаты биогенного происхождения представлены в основном раковинами пластинчатожаберных и брюхоногих моллюсков или их обломками. По данным С.В. Бруевича [1946], содержание  $\text{CaCO}_3$  в раковинах моллюсков колеблется от 82,72 (*Didacna caspia*) до 99,6% (*Cardium edule*). Раковины моллюсков имеют преимущественно арагонитовый состав, о чем свидетельствуют сильные рефлексы на дифрактограммах 2,27; 2,47; 2,69; 3,39 Å. Дополнительные рефлексы 1,88; 2,19; 2,97 Å и другие указывают на присутствие в качестве самостоятельной фазы магнезиального кальцита и доломита.

Наряду с остатками бентических организмов в донных отложениях

были встречены гирагониты харацей, что свидетельствует о возможности фитогенного образования карбоната кальция [Хрусталев, Ковалев, 1975]. Роль его в общем балансе накопления  $\text{CaCO}_3$  в Каспийском море, по-видимому, крайне незначительна и проявляется на локальных участках, где создаются благоприятные условия не только для развития фитобентоса, но и для сохранения крупных остатков харовых водорослей и захоронения их в осадках.

В незначительных количествах в донных отложениях Каспийского моря встречается доломит. Он тяготеет преимущественно к предустьевым областям Волги, Урала, Терека и восточному шельфу [Хрусталев и др., 1981]. Представлен окатанными зернами размером 0,07–0,15 мм. Дифрактограммы характеризуются четкими рефлексами с  $d/n = 2,88; 2,19$  и  $1,78 \text{ \AA}$ . О терригенном происхождении доломита свидетельствуют не только его высокая степень окатанности, распределение, но и присутствие в речных взвесях, береговых породах и золовых наносах [Хрусталев и др., 1981].

Таким образом, в распределении различных морфологических разновидностей и генетических типов отчетливо проявляется циркумконтинентальная зональность. Подобное явление находит выражение в накоплении терригенных и биогенных карбонатов на шельфе Каспия. В глубоководных впадинах преобладает хемогенная садка высокомагнезиального и мелкоクリсталического кальцита обломочного происхождения.

**Распределение карбоната кальция в донных отложениях.** По характеру карбонатообразования Каспийское море занимает промежуточное положение в триаде внутриконтинентальных морей аридной зоны (Азовское, Каспийское, Аральское). На большей части акватории Каспия биологическое извлечение  $\text{CaCO}_3$ , как и в Азовском море, является ведущим процессом в карбонатоосаждении. Однако гидрохимические условия водоема благоприятны и для активной садки хемогенного  $\text{CaCO}_3$  (рис. 21). Кроме того, большая меридиональная протяженность Каспия обуславливает различие климатических условий в разных его частях, что позволяет выделить по интенсивности процесса и локализации карбонатного материала на акватории моря четыре области: Северный Каспий, западный и восточный шельф и глубоководные впадины.

Наиболее хорошо изучено карбонатонакопление в Северном Каспии, в пределах которого встречаются две группы высококарбонатных осадков. В первую группу входят локальные скопления  $\text{CaCO}_3$ , морфологически представленные банками, островами, "шалыгами". Генетически они связаны с концентрацией раковинного материала под действием гидродинамического режима. Повышенные содержания карбоната второй группы обусловлены не только биогенными процессами, но и аккумуляцией хемогенного и терригенного кальцита, что имеет место в Уральской бороздине, или хемогенным образованием солитов на границе со Средним Каспием (рис. 22).

На рис. 23 показано отсутствие в Северном Каспии зависимости концентрации  $\text{CaCO}_3$  от гранулометрического спектра донных отложений. По-видимому, эта особенность карбонатонакопления свойственна слабоминерализованным мелководным зонам и морям засушливого климата, находящимся под активным влиянием речного стока из гумидных областей, при котором волновая энергия не в состоянии переработать в полной мере

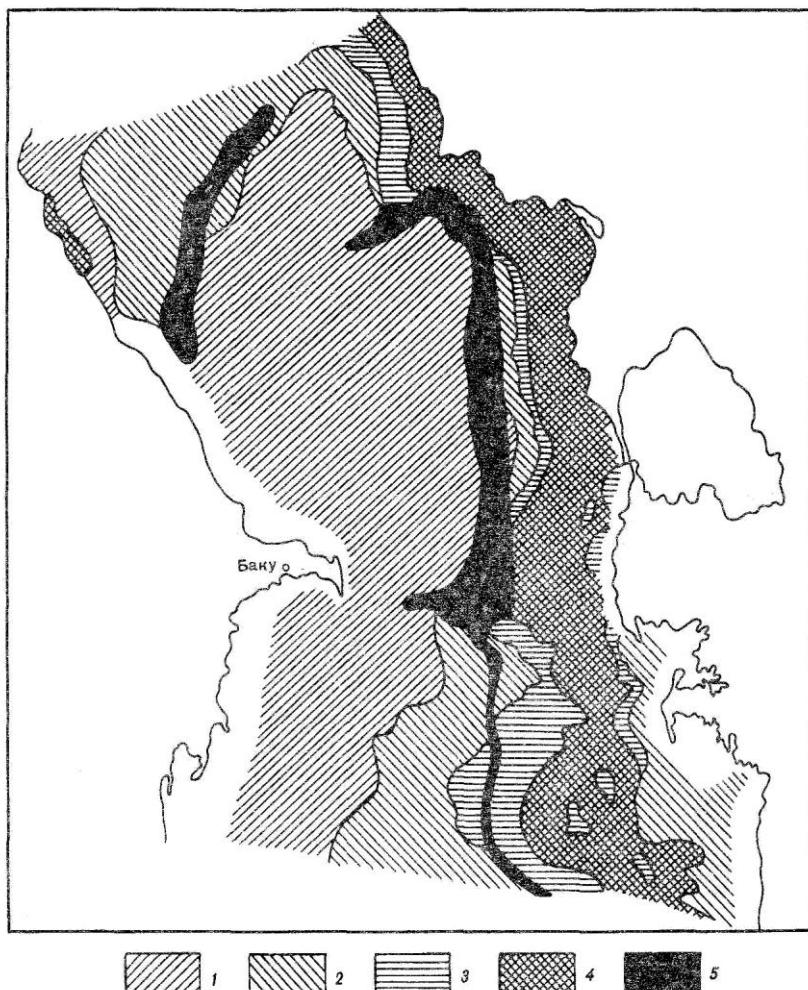


Рис. 21. Распределение  $\text{CaCO}_3$  в донных осадках Среднего и Южного Каспия (по данным М.В. Кленовой и др. [1962], Л.И. Лебедева и др. [1973]), %  
1 – < 30; 2 – 30–50; 3 – 50–70; 4 – > 70; 5 – зоны ограниченного и нулевого осадконакопления

осадочный материал. Однако скопления того или иного морфогенетического типа тяготеют к определенным морфодинамическим зонам, различающимся по природным условиям седиментогенеза.

Наиболее обогащены пелитоморфным кальцитом, в основном хемогенного происхождения, осадки придельтовых областей и Уральской бороздины (см. рис. 22). Возникновение скоплений на взморьях рек обусловлено хемогенной садкой и образованием глинисто-карбонатных сгустков при смешении речных и морских вод. Этому благоприятствует в первую очередь высокая степень насыщения северных вод растворенным карбонатом

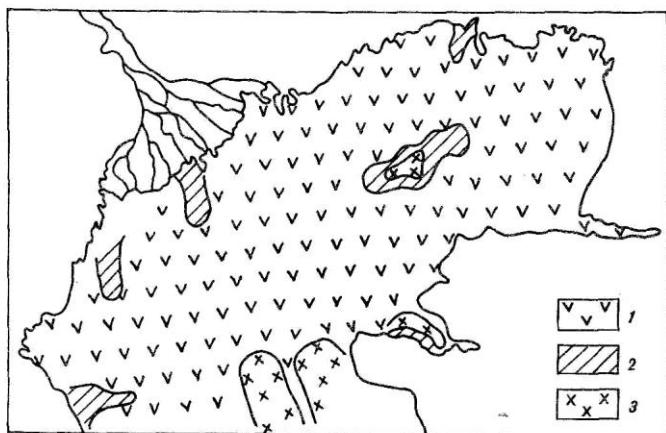


Рис. 22. Распределение основных морфогенетических типов и разновидностей карбонатов в донных осадках Северного Каспия  
1 – биогенный; 2 – терригенный; 3 – хемогенный

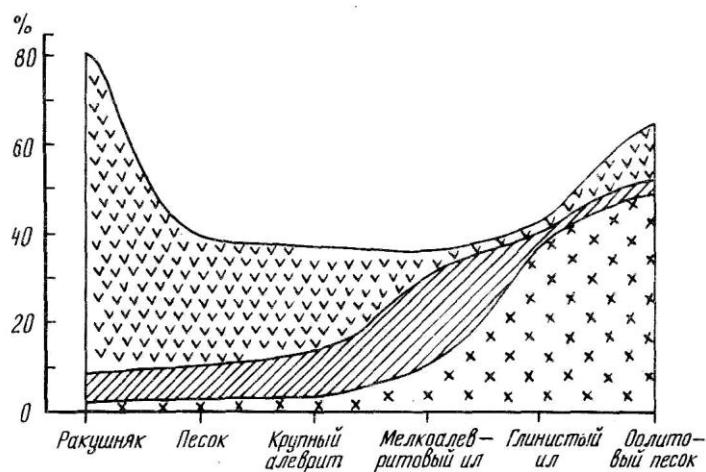


Рис. 23. Приуроченность морфогенетических типов карбонатов к литологическим типам донных осадков Северного Каспия  
Условные обозначения см. на рис. 22

кальция. Например, в придельтовых областях Волги в летние месяцы они пересыщены в 8,8 и Урала – в 4 раза [Пахомова, Затучная, 1966]. На свале глубин степень насыщенности резко понижается, что сказывается и на концентрации пелитоморфного кальцита в донных отложениях. В Уральской бороздине осаждается хемогенный карбонат, не успевший осесть в придельтовой области Урала или привнесенный с мелководий.

В отличие от пелитоморфного кальцита максимальные содержания мелкокристаллического карбоната преимущественно терригенного происхождения находятся в непосредственной близости от источников поступления

седиментационного материала. Обломочный  $\text{CaCO}_3$  аккумулируется в виде локальных пятен на продолжении русел и проток Волги, Урала, Терека. Повышенные концентрации не выходят за пределы 7-метровой изобаты, т.е. они располагаются в основном до свала глубин. Происхождение скоплений терригенного карбоната на мелководьях восточной половины и в районе о-ва Кулалы обусловлено поступлением карбонатов с золовыми наносами с полуостровов Бузачи и Тюб-Караган. По мере увеличения глубин концентрация мелкокристаллического карбоната понижается, достигая минимума в Уральской бороздине (см. рис. 22).

Подобное распределение терригенного карбоната указывает на его невысокую гидродинамическую транспортабельность. Данный вывод подтверждается распределением абсолютных масс обломочного карбоната близ источников питания, имеющим много общего с размещением процентных содержаний, но и вносящим определенные корректизы в представление о карбонатонакоплении Северного Каспия. В частности, в пределах Уральской бороздины при невысоком содержании терригенного карбоната зафиксированы повышенные значения его абсолютных масс. Отмеченная инверсия вызвана разбавляющим действием терригенного силикатного и биогенного карбонатного материала.

Биогенное извлечение карбонатов кальция и магния остается основным в карбонатообразовании Северного Каспия, несмотря на то, что акватория находится в засушливом климате (табл. 12). Пространственное распределение биогенного карбоната, естественно, связано с размещением биомасс моллюсков. Эта связь не прямая, а опосредованная. Существенные корректизы в распределении ракушечного материала вносят гидродинамический режим и другие природные факторы.

Минимальные количества биогенного карбоната в Северном Каспии тяготеют к мелководным (до 5 м) зонам с низкими биомассами бентоса. Кроме того, интенсивные волнения способствуют дроблению раковин и частичному выносу дегрита в глубоководные зоны. Несмотря на высокие показатели (до 400 г/м<sup>2</sup>) продуктивности донной фауны, содержание ракушечного материала в придельтовой области Волги также невелико (менее 20%), а на прирусловых участках оно понижается до 5%. Здесь на концентрацию  $\text{CaCO}_3$  разбавляющее воздействие оказывает твердый сток реки. Аналогичное явление можно наблюдать на взморьях Урала и Терека [Хрусталев, 1978].

Уральская бороздина характеризуется повышенными скоплениями карбоната биогенного происхождения. Широко развитый здесь дегрит указывает на поступление основной массы ракушечного материала с других участков, в частности из западной половины Северного Каспия. Об этом свидетельствуют и многочисленные обломки *Mytilaster lineatus*, ограниченно обитающего в восточной части.

Активное карбонатонакопление в западной половине предопределено высокой продуктивностью моллюсков. Особенно разнообразна донная фауна на траверзе о-ва Тюлений и п-ова Мангышлак, где общая биомасса достигает колоссальной величины – 4055 г/м<sup>2</sup> [Романова, Осадчик, 1965]. Аккумуляции здесь ракушечного материала способствуют и абиотические факторы, в частности ограниченное поступление алюмосиликатного вещества и интенсивная механическая дифференциация. В результате содержание

*Таблица 12*  
**Распределение различных типов карбоната кальция  
в донных осадках Северного Каспия, %**

Тип осадка	Количество проб	Общее	Хемоген-ного	Биоген-ного	Терриген-ного
Ракушняк	44	82,15	2,56 3,12	73,02 88,88	6,57 8,00
Песок	24	39,44	2,20 5,58	29,33 74,37	7,31 20,05
Крупный алеврит	55	37,45	2,87 7,66	24,96 66,65	9,62 25,69
Мелкоалевритовый ил	9	25,78	8,92 34,60	4,67 18,11	12,19 47,28
Глинистый ил	3	30,30	27,37 91,98	0,12 0,40	2,31 7,62

*Примечание.* В числителе — содержание от веса осадка, в знаменателе — от общей суммы карбонатов.

биогенного карбоната кальция в донных отложениях на некоторых участках Мангышлакского порога достигает 98%.

Максимальные скопления общего  $\text{CaCO}_3$  наблюдаются в пределах многочисленных банок и островов, приуроченных к сводам погребенных антиклинальных складок [Никифоров, 1977]. Для биогенного карбонатонакопления западной половины Северного Каспия не всегда характерно совпадение полей массового развития моллюсков и областей с повышенными абсолютными массами  $\text{CaCO}_3$ . Наблюдаемая довольно часто инверсия в их распределении объясняется тем, что часть раковинного материала истирается до мелкого детрита, который транспортируется на значительные расстояния и аккумулируется на отдельных локальных участках, благоприятных с точки зрения геолого-геоморфологических условий. Это указывает на значительную роль гидродинамического режима в распределении и накоплении биогенного карбоната. Обычно перемещение раковин осуществляется, как было показано Н.М. Страховым [1951], в пределах отдельных танатоценозов. Иначе ведет себя ракушечный детрит, который по мере истирания может транспортироваться все далее и далее от места своего образования.

Как показали исследования, на большей части Северного Каспия преобладающей формой карбонатов является биогенная и только в придельтовых пространствах рек, в Тюб-Караганском и Кизлярском заливах, а также в юго-западной части значимость хемогенной и терригенной составляющих в карбонатонакоплении увеличивается. На некоторых участках акватории наблюдается пространственное совпадение зон повышенных концентраций различных морфогенетических типов, что является особенностью карбонатонакопления в Северном Каспии, проявляющейся в отсутствии четко выраженной дифференциации морфогенетических типов в зависимости от интенсивности гидродинамического режима и морфологии дна. Благодаря сочетанию принципиально различных биогенного и хемогенного процессов

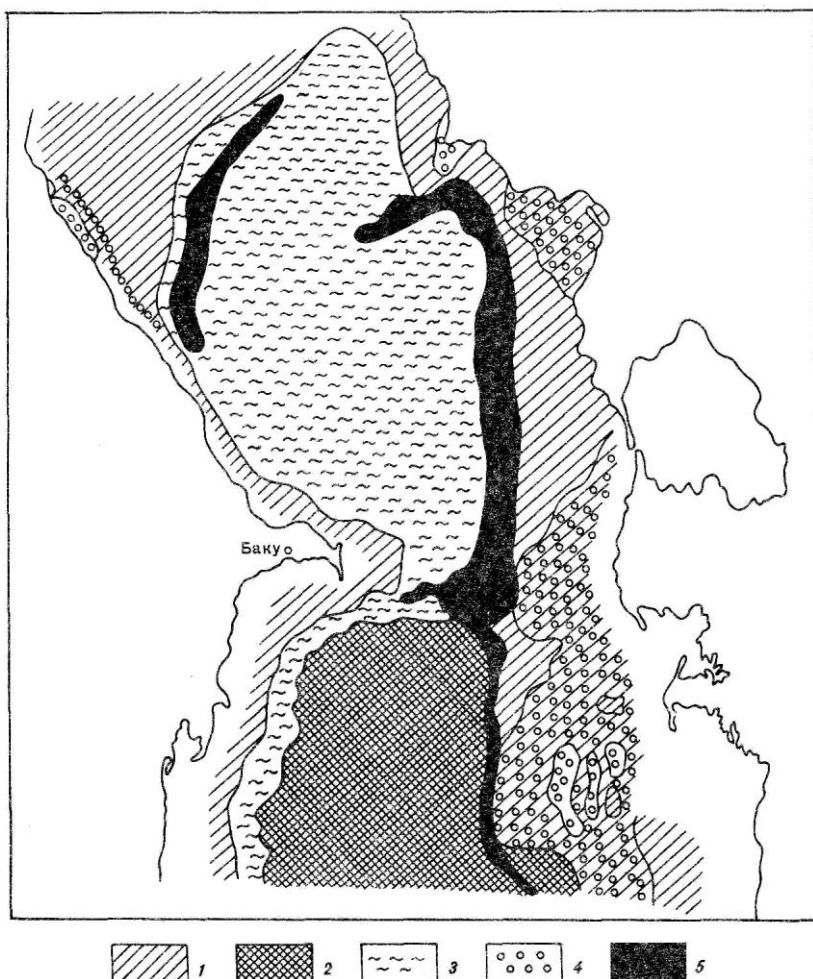


Рис. 24. Распределение основных морфогенетических типов карбонатов в донных осадках Среднего и Южного Каспия (по данным М.В. Кленовой и др. [1962]; Л.И. Лебедева и др. [1973])

1 – биогенный; 2 – хемогенный; 3 – терригенный; 4 – оолиты; 5 – зоны ограниченного и нулевого осадконакопления

образовались высококарбонатные отложения Уральской бороздины и центральной части. Но и в том, и в другом случае в транспортировке и пространственной локализации различных по генезису образований очевидна роль гидродинамического режима.

Биогенное карбонатонакопление остается ведущим процессом и на шельфе Среднего и Южного Каспия (рис. 24), однако интенсивность биогенного извлечения  $\text{CaCO}_3$  здесь в 2–4 раза уступает северной части моря. Природные условия седimentогенеза западного и восточного шельфа существенно различны. Восточные берега моря низменны и открыты для

проникновения воздушных масс с севера и востока, что предопределяет резкую континентальность климата. Большая часть рельефа западного и юго-западного побережья гориста, что способствует выпадению атмосферных осадков и смягчению климата, приближая его в южной части водоема к морскому субтропическому [Пахомова, Затучная, 1966]. Кроме того, в западной части сказываются опресняющее влияние рек и большой привнос ими терригенного материала, в восточной – ограниченное поступление осадочных веществ (эоловые наносы и продукты абразии берегов) и интенсивное испарение при отсутствии берегового стока. Воздействие совокупности природных факторов привело к тому, что осадки западного шельфа имеют пониженную карбонатность, восточного – повышенную при сравнительно близких значениях абсолютных масс  $\text{CaCO}_3$  [Лебедев и др., 1973].

Н.М. Страхов [1951] считает, что основной причиной асимметричной картины локализации процентных содержаний карбонатов является разбавляющее воздействие терригенного материала, поступающего с Кавказа в западную часть Каспия. Тем не менее следует обратить внимание на различия карбонатообразования на западном и восточном шельфе.

К числу основных особенностей шельфового карбонатообразования в Каспийском море относится интенсивное оолитообразование. Карбонатные оолиты на западном шельфе встречены в виде локальных скоплений в районе мыса Турали, южнее мыса Бурун, к югу от устья р. Ачису и севернее р. Куры [Кленова и др., 1962]. Наибольшее же распространение оолиты получили на восточном шельфе, где они располагаются почти непрерывной полосой вдоль береговой линии, заходя на глубину 40–50 м. На отдельных участках оолитообразование даже превосходит биогенную садку  $\text{CaCO}_3$ . Кроме того, как показали гидробиологические исследования, восточный шельф богаче моллюсками, чем западный [Зенкевич, 1963]. Итак, различие в процентных содержаниях карбонатов на западном и восточном шельфе обусловлено не только объемами поступающего с водосборов терригенного материала, но и разной физико-географической обстановкой карбонатообразования, т.е. климатический фактор оказывает непосредственное дифференцирующее воздействие на садку карбонатов в отдельных частях Каспийского моря, что, по-видимому, свойственно крупным по размерам водоемам.

В отличие от Северного Каспия на западном и восточном шельфе в связи с простой морфологией дна можно наблюдать закономерную смену морфогенетических типов карбонатов. Как видно на рис. 24, на восточном шельфе нормальная механическая дифференциация сводится к постепенному замещению биогенного и биогенно-хемогенного (ракушечно-оолитового) карбоната мелекристаллическими разновидностями терригенного происхождения или пелитоморфными – хемогенного генезиса. На западном шельфе ход карбонатообразования обычно нарушается вблизи крупных рек Самура, Сулака и Терека, на взморьях которых осаждается терригенный карбонат.

Нижняя граница замещения биогенного карбоната другими морфогенетическими типами на глубинах 50–100 м. Именно здесь происходит резкое уменьшение (в 7 раз) биомассы донных животных, что связано с ухудшением среды обитания и трофических условий [Яблонская, 1969], а на

глубинах 100–200 м моллюски, как фильтраторы, так и собиратели, почти полностью исчезают [Романова, Осадчих, 1965]. Наиболее продуктивными на шельфе являются области дна с глубинами 10–25 м. Аналогично и распределение в донных отложениях ракушечного материала, максимальные скопления которого установлены в интервале 15–45 м. При этом до отметки 30 м осадки содержат значительное количество детрита, мористее процентное содержание битой ракуши постепенно понижается [Кленова и др., 1962].

В корне меняется характер карбонатонакопления в глубоководных впадинах Каспийского моря. Это выражается в понижении в центральных частях как процентных содержаний, так и абсолютных масс  $\text{CaCO}_3$ . Исключение составляет южный склон Дербентской впадины, где происходит активная аккумуляция терригенного материала и аналогичного по генезису карбоната [Лебедев и др., 1973].

Влияние седиментационных веществ, поступающих с суши, сказывается на карбонатонакоплении и глубоководных впадинах, но менее интенсивно, чем на шельфе. Донные осадки как Дербентской, так и Южно-Каспийской котловин содержат терригенный карбонат. Но если в Дербентской впадине эта разновидность занимает ведущее положение, то в Южно-Каспийской – второстепенное. Здесь основная роль принадлежит хемогенному кальциту, который выносится с окружающих впадину мелководий. Наиболее интенсивно поступает карбонат с восточного шельфа, о чем свидетельствует более высокое (в 2–3 раза) содержание  $\text{CaCO}_3$  в осадках восточной части котловины по сравнению с западной.

Причины, обусловившие разнонаправленность ведущих процессов и интенсивность карбонатонакопления во впадинах, объясняются следующим. В средней части Каспийского моря пересыщение вод карбонатом наблюдается только в поверхностном слое до слоя воды с максимальными градиентами температуры [Пахомова, Затучная, 1966]. Иногда уже на глубине 30 м насыщение ниже равновесного. В Южном Каспии, по наблюдениям С.В. Бруевича [1946], вода открытой глубоководной части пересыщена карбонатом кальция. Бессспорно, что в условиях насыщенности  $\text{CaCO}_3$  ниже равновесной, что свойственно глубоководным частям Среднего Каспия, привнесенный с шельфа или образовавшийся в поверхностном слое водной толщи хемогенный кальцит в силу низкой устойчивости будет активно растворяться. В то же время более устойчивый и к растворению терригенный карбонат аккумулируется в донных осадках без каких-либо существенных изменений. Таким образом, влияние указанного фактора оказалось решающим в увеличении концентрации карбоната кальция и предопределило разнообразие морфогенетических типов донных осадков Дербентской и Южно-Каспийской впадин.

**Особенности карбонатонакопления в Каспийском море.** Седиментогенез в Каспийском море характеризуется чрезвычайной интенсивностью и разнообразием процессов карбонатонакопления. Достаточно отметить, что скорость осаждения  $\text{CaCO}_3$  в Северном Каспии на порядок выше, чем в других внутристранственных и окраинных морях (табл. 13), и в десятки раз – чем в океанах. Природные условия способствуют образованию карбонатов хемогенного происхождения, а также нахождению в твердой фазе терригенных разновидностей.

*Таблица 13*  
Интенсивность карбонатонакопления во внутренних континентальных  
и окраинных морях, С\*

Море	Карбонат				Источник сведений
	общий	терри- генный	хемоген- ный	биоген- ный	
Красное	До 5	—	—	—	[Лисицын, 1978]
Средиземное	0,3–11,8	—	—	—	[Shimkus, Trimontis, 1974]
Черное	0,7	—	—	—	[Лисицын, 1978]
Багамская отмель	50–70	—	—	—	То же
<u>Средний и Южный Каспий</u> (в основном глубоководные впадины)	7–21	—	—	—	[Лебедев и др., 1973]
Северный Каспий	51,7	12,9	7,0	31,8	Наши данные
Азовское	35,0**	5,0	1,0	29,0	"
Аральское	55,1	26,8	26,1	2,2	"

\* С, или единица Страхова, равна 1 г/см<sup>2</sup>/1000 лет по предложению А.П. Лисицына.

\*\* До 100 и более на аккумулятивных телах.

Анализ карбонатонакопления в слабоминерализованных морях позволил Ю.П. Хрусталеву [1978] сделать вывод о том, что по мере аридизации климата происходит радикальная перестройка процессов карбонатообразования. В Азовском море, которое находится на границе между зонами с сухим и влажным климатом, резко преобладает биологическое выделение карбонатов; в Арале, расположенному среди пустынь и полупустынь, ведущее место занимает хемогенное осаждение. Здесь отчетливее проявляется приуроченность морфогенетических разновидностей к определенным литологическим типам донных осадков; меняется и картина распределения абсолютных масс карбонатов. Если в Азовском и Аральском морях, незначительных по размеру водоемах, климатические различия (как правило, несущественные) на том или ином участке не сказываются на характере карбонатонакопления, то в Каспии, акватория которого находится в разнообразных природных условиях, они находят отражение как в количественном распределении, так и в разнообразии морфогенетических типов карбонатов. Влияние климата ограничивается шельфовой областью, чему в немалой степени способствуют своеобразный гидрохимический режим и гидробиологические условия, зачастую определяющиеся речным стоком. Карбонатонакопление в глубоководных впадинах выходит из-под активного климатического воздействия, но во многом все же зависит от поступления карбонатного материала с континента.

Хемогенное карбонатонакопление протекает в Каспийском море практически на всей акватории, но с различной интенсивностью, возрастающей по мере аридизации климата. Подавляющая масса аутигенного карбоната формируется в водной толще в условиях крайне неуравновешенной физи-

ко-химической системы, и лишь ограниченное количество – в осадках на ранних стадиях диагенеза. Образованию аутигенного кальцита в водной толще благоприятствуют пересыщенность морских вод карбонатами щелочных металлов и другие гидрохимические параметры ( $\text{pH}$ ,  $\text{pCO}_2$ ). Наиболее оптимальны условия для хемогенной садки в переходных областях системы “река–море” и на хорошо прогреваемых мелководьях восточного шельфа.

Как правило, большая часть игольчатого кальцита, обладающего малыми размерами и незначительным удельным весом, переносится течениями и волнениями достаточно далеко от мест своего образования. Причины инверсионного распределения площадей образования и аккумуляции  $\text{CaCO}_3$  детально рассмотрены Н.М. Страховым [1951, 1963]. Следует, однако, отметить, что размещение хемогенного карбоната крайне неравномерно. Его приуроченность к мелкоалевритовым и глинистым илам подтверждает ранее сделанный Н.М. Страховым [1951] вывод о совместном осаждении пелитоморфного кальцита со сходными по размерам и удельному весу частичками алюмосиликатного материала, что свидетельствует о преобладающем влиянии гидродинамического режима на его распределение. Фактором, определяющим подобную ассоциацию, является также процесс образования сгустков, состоящих из глинистых частиц и хемогенного кальцита [Хрусталев, 1978].

Как показали исследования, содержание высокомагнезиального кальцита в донных отложениях Каспийского моря значительно ниже, чем во взвеси. На аналогичное явление обратили внимание Ф. Стели и И. Говер [Stehli, Hower, 1961], изучавшие карбонатонакопление теплых морей. Данное несоответствие они объяснили частичной растворимостью хемогенного карбоната в водной толще. Доказательством могут служить и экспериментальные исследования, проведенные К.Е. Чейвом и др. [Chave, 1952; Chave et al., 1962], по результатам которых построен ряд карбонатных минералов по нарастающей устойчивости к растворению: высокомагнезиальный кальцит, арагонит, низкомагнезиальный кальцит. Можно предположить, что высокомагнезиальный кальцит начинает растворяться даже в условиях незначительного пересыщения толщи карбонатами, а тем более при ее насыщенности ниже равновесной. Подобное явление имеет, по-видимому, место в Дербентской впадине Каспия, в пределах которой ниже слоя воды с максимальными градиентами температур насыщенность карбонатами кальция постепенно уменьшается до 0,4 [Пахомова, Затучная, 1966]. И вполне естественно, что в донных осадках впадин широкое развитие получил карбонат терригенного происхождения, наиболее устойчивый к растворению [Лебедев, и др., 1973]. Растворяющее воздействие на карбонаты оказывают бентические организмы, которые в процессе жизнедеятельности используют хемогенные, а возможно, и терригенные разновидности на построение раковин. Только различной степенью устойчивости карбонатных минералов к внешним факторам среди можно объяснить достаточно высокие концентрации хемогенного кальцита во взвеси и незначительное количество или полное отсутствие его в донных осадках Азовского и Каспийского морей.

Кальцит диагенетического происхождения обычно встречается в глинистых и мелкоалевритовых илах. Ромбоэдрические и скаленоэдрические кристаллы его обнаружены также в осадках других водоемов, в частности

Карибского моря и Персидского залива. Как правило, диагенетический кальцит тесно связан с геохимической деятельностью сульфатредуцирующих бактерий, на что указывают его присутствие в осадках восстановительной зоны и практически отсутствие в осадках окислительной зоны. Как было показано М.В. Ивановым [1979], сульфатредуцирующие бактерии, являясь гетеротрофами, принимают непосредственное участие в круговороте не только серы, но и углерода. Анаэробное потребление органического вещества сопровождается накоплением в иловых растворах биогенной углекислоты и ее производных: бикарбоната и карбоната, что способствует увеличению степени насыщения илового раствора  $\text{CaCO}_3$  и при определенных условиях выпадению диагенетического кальцита.

Количество терригенного карбоната в значительной мере определяется объемом поступления с основными источниками седиментационного материала. Определенные коррективы в схему карбонатообразования вносят природные условия в самом водоеме. Перестройка процесса, происходящая при смене речной среды на морскую, сопровождается частичным растворением терригенного карбоната и усилением в зависимости от аридизации климата хемогенного или биогенного осаждения. Очень показательна в этом отношении разность между величинами терригенного карбоната, поставляемого на акваторию и захороненного в донных отложениях. В Каспийском море переходит в осадок только около половины привнесенного в твердой фазе  $\text{CaCO}_3$ . Аналогична часть и хемогенного кальцита, менее устойчивого к растворению. Как было показано ранее, значительное количество его растворяется в водной толще и на границе осадка с водой при потреблении моллюсками. Поэтому водная толща слабоминерализованных морей аридной зоны должна рассматриваться как несбалансированная физико-химическая и гидробиологическая система, в пределах которой протекают процессы и аутигенного карбонатообразования, и растворения.

Анализ карбонатонакопления в Каспийском море позволяет сделать вывод о том, что мелководные области слабоминерализованных водоемов аридной зоны характеризуются усиленными процессами образования  $\text{CaCO}_3$  и преобладанием его биогенной разновидности над терригенной и хемогенной. Извлечение  $\text{CaCO}_3$  организмами, несмотря на пересыщение вод карбонатами щелочноземельных элементов, связано не только с поступлением растворенного и взвешенного карбонатного материала со стоком рек, но и с выносом громадных масс питательных веществ, столь необходимых для их жизнедеятельности. Стимулируют развитие моллюсков высокая температура воды и соленость. Пластинчатожаберные моллюски достигают своего расцвета при минерализации от 10 до 15 %. На акваториях с такой соленостью происходит смена пресноводных и солоноватоводных видов более высокопродуктивными эвригалинными. При дальнейшем осолонении и аридизации климата, как было показано Н.М. Стражевым [1951, 1963] и подтверждается нашими исследованиями, биогенное извлечение  $\text{CaCO}_3$  резко ослабевает.

Для биогенного карбонатонакопления не всегда характерно пространственное совпадение высокопродуктивных зон и участков накопления ракушки и детрита. Очень часто можно наблюдать полную инверсию, когда при экстремальной продуктивности моллюсков донные осадки характеризуются минимальными содержаниями и незначительными абсолютными

массами биогенного карбоната. Подобное явление можно объяснить особенностями гидродинамических условий. Значительная часть раковин в зоне взмучивания дробится, истирается, выносится на акватории, где захоронению ракушечного материала способствуют гидрологический режим и тектоническая обстановка. Сочетание этих природных параметров приводит к максимальным концентрациям ракушки и детрита на локальных участках: в Азовском и Аральском морях – в береговой зоне, а в Каспийском – в средней части шельфа [Хрусталев, Щербаков, 1974].

Роль гидродинамического режима в биогенном карбонатонакоплении не ограничивается механическим разносом образовавшегося раковинного материала. Общеизвестно, что в своем развитии массовые виды моллюсков проходят планктонную стадию. Как показывают данные, самые высокие значения биомассы моллюсков приурочены к участкам с глубинами до 20 м. Это вполне естественно, потому что мелководье хорошо прогревается, аэрируется. Здесь же отмечается максимальное содержание растворенных биогенных веществ.

Распределение морфогенетических типов карбоната внутри седиментационной площади контролируется следующими основными параметрами: гидродинамическим, тектоническим, гидробиологическим и гидрохимическим. Как показали исследования, скопления того или иного типа тяготеют к определенным морфодинамическим зонам, при этом не исключается и совместное их нахождение. Пелитоморфный кальцит преимущественно хемогенного происхождения, характеризующийся размером кристаллов менее 0,01 мм, легко транспортируется в халистатические зоны или аккумулируется в морфодинамических ловушках. Терригенному карбонату свойственны размеры преимущественно алевритовых фракций. Под действием гидродинамических процессов он осаждается близ основных источников питания – речных артерий – или транспортируется и концентрируется в наиболее благоприятных морфодинамических зонах, а именно в области развития алевритовых осадков. В Северном Каспии – это Уральская бороздина на западном шельфе средней части моря, глубины 50–100 м.

Вышеизложенное свидетельствует о том, что распределение основной массы карбонатов подчиняется законам механической дифференциации. Как правило, морфогенетические типы аккумулируются совместно с терригенным материалом одинаковой величины. И не случайно мы сталкиваемся с уникальным природным явлением – антимиграцией карбонатного материала [Хрусталев, 1982]. Под влиянием гидродинамического режима и благодаря различной размеренности хемогенный и терригенный карбонат выносится из береговой в более глубоководные части водоема, в то время как ракушка и детрит, наоборот, поступают на мелководье. И только за пределами зон активного гидродинамического воздействия остатки моллюсков захораниваются непосредственно в донных осадках на месте своего обитания.

По условиям седиментогенеза участки с повышенными скоплениями хемогенного и терригенного кальцита можно разделить на три группы. В первую группу входят переходные области "река–море". Высокая степень насыщения ионами  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$  и  $\text{HCO}_3^-$  и другие гидрохимические параметры способствуют активному образованию хемогенного

карбоната и осаждению его совместно с глинистыми минералами, на что указывает сходство в распределении их абсолютных масс. Ко второй группе следует отнести скопления пелитоморфного и мелкокристаллического карбонатов в различных морфологических ловушках. Согласно законам физико-химических равновесий, условия для хемогенного образования  $\text{CaCO}_3$  здесь неблагоприятны. Обычно в морфологические ловушки поступает карбонат, не успевший осесть в придельтовых областях или образовавшийся на мелководьях. В качестве ловушек подобного типа могут служить Уральская бороздина и залив Комсомолец. И, наконец, третью группу образуют глубоководные впадины моря, где аккумулируются пелитоморфный и мелкокристаллический карбонаты совместно с тонкозернистым алюмосиликатным материалом.

Последовательно анализируя состав карбонатов, находящихся во взвеси речной и морской воды и в донных осадках, нельзя не обратить внимание на постепенное увеличение количества морфогенетических типов, указывающее на радикальную перестройку физико-химических и гидробиологических процессов карбонатообразования. В речной системе осуществляются механический перенос и частичное растворение карбонатов. Единственный морфогенетический тип, находящийся во взвешенном состоянии, — лепешковидные образования терригенного происхождения. Как было показано О.А. Алекиным и Н.П. Моричевой [1957], даже при значительном пересыщении речных вод ионами  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{HCO}_3^-$  хемогенной садки карбонатов не наблюдается. И только в устьевых областях при смешении речных и морских вод формируется хемогенный карбонат — игольчатые кристаллы. Морская взвесь характеризуется большим разнообразием морфогенетических разновидностей: во взвешенном состоянии встречаются терригенный и хемогенный карбонаты, а в период планктонного развития моллюсков наблюдается и биогенный карбонат.

Донные осадки имеют полный набор морфогенетических типов карбонатов. В них наряду с терригенными и хемогенными образованиями широко распространены многочисленные раковины бентических организмов, а на отдельных участках и остатки фитогенного происхождения. На начальных стадиях диагенеза возникают своеобразные формы: сферолиты, ромбоэдры и оолиты. Таким образом, механический перенос карбонатов в речной воде дополняется в морской воде и донных осадках хемогенным и биологическим осаждением растворенных форм ионов  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  и  $\text{CO}_3^{2-}$ . Своего апогея карбонатонакопление достигает на начальных стадиях диагенеза.